

SEÑALES SINTÉTICAS DE MOVIMIENTO FUERTE OBTENIDAS A PARTIR DE FUNCIONES EMPÍRICAS DE FASE¹

Hugo Monsalve Jaramillo ², Fabio Mauricio Upegui Botero ³, William Valencia Mina ⁴

Resumen: Este artículo presenta un método para generar acelerogramas sintéticos de la onda S a partir de modelos sismológicos para ser usados en aplicaciones ingenieriles, tales como la evaluación de la respuesta sísmica de suelos para estudios de microzonificación o el análisis cronológico de estructuras con cargas sísmicas. Estas señales se simularon mediante espectros empíricos de Fourier tanto de fase como de amplitudes. El objetivo fue la generación de acelerogramas sintéticos para sismos con una magnitud objetivo superior a la de los sismos utilizados como insumo (sismos semilla) mediante la metodología desarrollada en este trabajo. Esto es particularmente necesario cuando solo se tienen registros sísmicos para magnitudes inferiores a las esperadas en ambientes tectónicos específicos. El escalamiento de las señales, de una magnitud menor a una mayor, debe reflejar un incremento de las ordenadas de aceleración, en la duración del movimiento y debe representar características de la trayectoria desde la fuente al receptor; debe ser también consistente con el contenido frecuencial, que depende de la magnitud del sismo. Durante las modelaciones se pudo observar el cambio en la amplitud espectral y el desplazamiento hacia la izquierda de la frecuencia de esquina con respecto al sismo semilla en el espectro de amplitudes de Fourier. Las señales sintéticas obtenidas mediante espectros empíricos de fase se compararon con señales sintéticas simuladas con funciones empíricas de Green y con métodos estocásticos verificándose de manera general la semejanza entre los tres métodos, no tan notable en la forma de onda, pero sí en el contenido y la distribución de la energía de la señal.

Palabras clave: espectro de amplitudes de Fourier, espectro de fase, movimiento fuerte, señales sintéticas.

SYNTHETIC STRONG MOTION ACCELEROGRAMS FROM EMPIRICAL PHASE FUNCTIONS

Abstract: This article presents a method for the generation of synthetic S-wave accelerograms obtained from seismological models that can be used in engineering applications such as soil response to earthquake ground motion for microzonation studies or time history analysis of structures undergoing earthquake loading. These signals were modeled through empirical phase and amplitude Fourier spectra. The goal was to generate synthetic accelerograms for a target magnitude earthquake derived from real seismic signals (seed earthquakes) produced by smaller magnitude earthquakes using the methodology developed herein. This is especially appealing when a region lacks recordings from large earthquakes and only has information from ground shakings smaller than expected within a specific tectonic setting. Scaling a seismic signal, from a smaller earthquake to a bigger one, is a process that should exhibit an increase in the acceleration ordinates and duration, incorporate source-to-receiver path characteristics and frequency content. The different models showed both changes in the spectral amplitude and appropriate shifting of the corner frequency with respect to the seed earthquake. The signals obtained with the proposed method were compared to the methods of empirical Green's functions and the stochastic method and there is acceptable agreement between the three methods, not so prominent in the waveform but consistent in the energy content and distribution.

Keywords: Fourier amplitude spectrum, phase spectrum, strong motion, synthetic accelerograms.

¹Artículo recibido el 2 de octubre de 2014 y aceptado para publicación el 2 de mayo de 2015.

²Grupo Quimbaya – Universidad del Quindío, Carrera 15, Calle 12N, Armenia, Colombia. E-mail: hugom@uniquindio.edu.co.

³Estudiante graduado, Depto. de Ingeniería Civil, Universidad de Puerto Rico, Mayagüez, PR. E-mail: fabio.uegui@upr.edu.

⁴Grupo Quimbaya, Universidad del Quindío, Carrera 15, Calle 12N, Armenia, Colombia, E-mail: wvalencia@uniquindio.edu.co.

INTRODUCCIÓN

Los movimientos sísmicos de características tectónicas son el resultado directo entre el proceso de ruptura de la fuente y la propagación de las ondas a través de un medio que altera su comportamiento; este resultado se puede tratar de reproducir con una representación apropiada de la fuente y un modelo razonable de la estructura del subsuelo. Algunos investigadores han estudiado las características de la ruptura de la fuente, la trayectoria de las ondas y el efecto de sitio directamente del Espectro de Amplitudes de Fourier (EAF) y han logrado una aproximación que describe el comportamiento del espectro tanto para el campo lejano como para el campo cercano. Con el EAF se puede determinar tanto las características de la fuente como las frecuencias dominantes de la señal; con esta información se puede establecer el tiempo aparente de ruptura y por lo tanto la distribución temporal de la energía en la fuente. Varios autores han contribuido con sus estudios a la descripción mediante modelos físicos de dislocación (Haskell, 1966), de la energía radiada en una fuente y su representación mediante formulaciones matemáticas y físicas, llegando a modelos como el de Brune (1970) que describe la radiación de amplitudes de la fuente y Aki (1967) quien propuso el modelo de fuente, donde las amplitudes a altas frecuencias decaen con el inverso de ω^2 . Del acelerograma de un sismo se puede obtener, a través de la transformada de Fourier, el EAF y el espectro de fase; uno de los propósitos de este trabajo es analizar información valiosa que se puede obtener sobre el proceso de ruptura de la fuente y las características relevantes de las ondas. Para el método propuesto en este trabajo, se admite que la fase de la trayectoria se mantiene y la fase de la fuente es la que varía de un sismo a otro dependiendo de la magnitud de momento del evento.

ESPECTROS DE FOURIER DE ACELEROGRAMAS

Para una mejor descripción del contenido frecuencial del movimiento del suelo, los sismólogos y los ingenieros sísmicos utilizan la transformada de Fourier de las series de tiempo, es decir, de los registros de aceleración o velocidad. Esta transformación, para la información adquirida digitalmente, se hace mediante la transformada discreta de Fourier. La tasa de muestreo de estos datos es generalmente de varias muestras por segundo, lo cual depende de la capacidad de almacenamiento en los computadores, del tipo de instrumento que poseen las redes y de los requerimientos particulares para la utilización de esta información.

Los espectros que se obtienen mediante la transformada de Fourier están representados en frecuencia vs magnitud (espectro de amplitudes de Fourier - ecuación (1)) y frecuencia vs fase (espectro de fase de Fourier - ecuación (2)), y estos se relacionan de la siguiente forma:

Register for free at <https://www.scipedia.com> to download the version without the watermark

$$\Omega(\omega) = \sqrt{Re^2 + Im^2} \quad (1)$$

$$\phi(\omega) = \tan^{-1} \left(\frac{Im}{Re} \right) \quad (2)$$

donde Ω es la amplitud del espectro, ω es la frecuencia circular, Im es la parte imaginaria de la transformada de Fourier y Re es la parte real de la transformada de Fourier.

El EAF para una señal sísmica contiene información de los efectos asociados a la fuente, las características del medio en la trayectoria de las ondas desde la fuente hasta el receptor y las condiciones del suelo donde está localizado el receptor; sin embargo, para recomponer una señal del dominio de la frecuencia de vuelta al dominio del tiempo, se requiere del espectro de fase. Este espectro también está afectado por las características de la fuente y la trayectoria de las ondas hasta el receptor (Sawada et al., 2000). Esta modificación del movimiento original (movimiento en la fuente), tanto en amplitud como en la fase, y los factores mencionados que intervienen se pueden representar en las ecuaciones (3) y (4):

$$A(\omega) = A^f(\omega) * A^{t-s}(\omega) \quad (3)$$

$$\phi(\omega) = \phi^f(\omega) * \phi^{t-s}(\omega) \quad (4)$$

donde $A(\omega)$ representa la amplitud en el registro, $A^f(\omega)$ representa la amplitud en la fuente y $A^{t-s}(\omega)$ las características del medio en la trayectoria, inclusive las condiciones particulares de suelo, que modifican la amplitud

original. De manera análoga $\phi(\omega)$ representa la fase en el registro, $\phi^f(\omega)$ representa la fase en la fuente y $\phi t^s(\omega)$ las características del medio en la trayectoria, inclusive las condiciones particulares de suelo, que modifican la fase original. El símbolo (*) representa la operación de convolución.

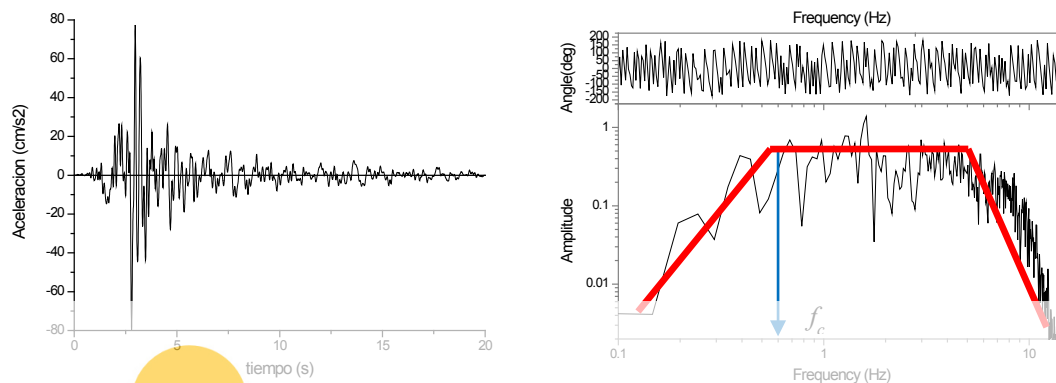


Figura 1: Acelerograma del sismo del Quindío del 25 de enero (1999) obtenido en la Estación Bocatoma Pereira (izquierda); Espectros de Fase y de Amplitudes de Fourier para el acelerograma (derecha) mostrando la definición de frecuencia de esquina f_c .

CARACTERIZACIÓN DE LOS ESPECTROS DE AMPLITUDES DE FOURIER (EAF)

De un registro de aceleraciones del terreno producido por un sismo, y posterior al debido procesamiento de la señal, es posible calcular tanto la energía liberada por este como las características importantes de la fuente que lo generó. Para determinar las características principales de un sismo en particular, el registro de aceleración en el tiempo es llevado al dominio de la frecuencia mediante la transformada discreta o rápida de Fourier; de esta manera se obtiene el EAF. En este gráfico se pueden determinar las frecuencias dominantes del movimiento sísmico en el sitio de registro y, una vez se remueven los efectos de la trayectoria de las ondas que están incluidos en la señal, se puede determinar la energía liberada por la fuente. Adicionalmente, es posible analizar los procesos físicos de las ondas sísmicas que viajan a través de la corteza, ya sea que estas ondas se hayan generado en profundidades comparables al espesor de la corteza misma o en zonas de subducción profunda e intermedia.

El movimiento del suelo en un lugar cualquiera puede ocurrir debido a sismos de campo cercano o lejano. En el primer caso el movimiento es rico en altas frecuencias, mientras que en el segundo caso la mayor parte de la energía del espectro se sitúa en las zonas de periodos largos. La influencia sobre una estructura con un periodo propio característico será, por lo tanto, muy diferente según sea su distancia al foco sísmico.; por esta razón es necesario definir claramente cuándo un sismo puede considerarse cercano y cuándo no. Con esta finalidad, en sismología se han adoptado los conceptos de campo cercano y campo lejano. Al hablar de los conceptos de campo cercano y lejano, es necesario hacer la distinción entre las características relevantes y las condiciones en las que se presenta cada uno. Cuando se habla de campo cercano, se hace referencia a que el observador está a una distancia de la fuente sísmica que es comparable con la dimensión de la ruptura producida por ese sismo. Desde el punto de vista sismológico, el frente de onda deja de clasificarse como campo cercano cuando la longitud de onda observada es mayor que la distancia del receptor a la fuente (Udias, 1989). Ya que para el campo cercano el observador se encuentra a una distancia del foco menor que la longitud de ruptura, la modelación de la fuente, en este caso, se realiza considerándola de dimensiones finitas. Por el contrario, el campo lejano, ocurre cuando la distancia del punto en que se encuentra el observador hasta el foco es mucho mayor que la longitud de ruptura, lo cual hace que la fuente pueda ser modelada como puntual y no se le dé ninguna importancia a la dimensión de la zona de ruptura (Gallego, 2000). El tamaño del sismo sirve, por lo tanto, para diferenciar el campo lejano del campo cercano.

Los problemas sísmicos fueron abordados inicialmente en el campo lejano, principalmente debido a que los equipos de registro desarrollados fueron sismógrafos, fácilmente saturables a distancias cercanas al foco. Posteriormente se desarrollaron equipos con menos susceptibilidad a la saturación, capaces de registrar altas

frecuencias y amplitudes, lo cual permitió obtener registros sísmicos que han favorecido el estudio del proceso de ruptura en el foco. Varios modelos y teorías propuestas se han comparado con las observaciones, la mayoría de ellos basados en la teoría de dislocaciones o en teorías generalizadas de fuentes puntuales, en las cuales se simula de manera aproximada el fenómeno de ruptura.

MARCO CONCEPTUAL PARA LA SIMULACION DE SEÑALES CON FUNCIONES EMPÍRICAS DE FASE

Para la simulación del movimiento fuerte producido por un sismo se han utilizado metodologías como las Funciones Empíricas de Green (FEG), que parte de una señal de un sismo ocurrido con menor magnitud al que se pretende obtener. Otro tipo de metodología comprende la simulación estocástica del movimiento fuerte que parte de una magnitud de momento sísmico, una distancia hipocentral del sismo objetivo y los parámetros que representan la sismicidad de la región, con lo cual se obtienen las señales sintéticas. Estas metodologías parten del conocimiento del EAF el cual ha sido estudiado a fondo por diferentes investigadores (Trifunac and Lee, 1989; Castro, 1998), mientras que el espectro de fase que va de la mano del espectro de amplitudes de Fourier por su parte no ha sido trabajado con el mismo entusiasmo, ya que este no tiene relación directa con la señal en el dominio del tiempo (Sawada et al., 2000). Por esta razón, en este trabajo se derivará un espectro de fase empírico para que, de la mano con un espectro de amplitudes empírico, se pueda reconstruir una señal en el dominio de la frecuencia, y posteriormente en el dominio del tiempo. Los parámetros que están contenidos en el espectro de amplitudes de Fourier y el espectro de fase de Fourier serían así obtenidos de modelos físicos, en los cuales de manera intrínseca se describe el proceso de ruptura en la fuente (radiación de la energía sísmica), el viaje de las ondas a través del medio y la disminución de la alta frecuencia mediante un retroceso en la posición en la abscisa de la frecuencia de esquina para un sismo de mayor magnitud al sismo semilla. Cuando se obtienen los parámetros de los espectros de amplitudes de Fourier para la región en estudio, a partir del registro de una señal de un sismo ocurrido, se puede obtener el parámetro de fase de la trayectoria de las ondas; y con los parámetros del espectro de fase es posible obtener la fase en la zona de ruptura.

Para aplicar la metodología se requiere tener el registro de un sismo (sismo semilla) y definir la magnitud del sismo que se desea modelar (sismo objetivo), donde el sismo objetivo no puede exceder en un orden de magnitud M_w al sismo semilla. Es importante aclarar que de todos modos un incremento moderado en la magnitud para el sismo objetivo, puede no generar un retroceso sustancial y claro en la frecuencia de esquina. La frecuencia de esquina (f_0) se define como M_w la frecuencia en el EAF de la zona de ruptura, que representa el valor de la meseta con contenido energético aproximadamente constante en el espectro suavizado. Este valor es importante, pues es dependiente de la magnitud del sismo y su inverso está directamente relacionado con la duración de la ruptura en la fuente. Sin embargo, en un EAF de desplazamiento, es el valor de la frecuencia a partir de la cual se observa una caída rápida y sostenida del contenido energético en este espectro.

Espectros de Fase y de Amplitudes de Fuente

Existen ecuaciones que describen el espectro de las ondas sísmicas radiadas de un fallamiento complejo; en Aki (1967), por ejemplo, se obtiene la forma de autocorrelacionar la función espacio-temporal de deslizamiento para generar un modelo de ω^2 que representa el espectro de la fuente. Aki usó la suposición de similitud para derivar una ley de escalamiento del espectro de fuente de una magnitud a otra, enfatizando en la dependencia de la frecuencia de esquina f_0 sobre el momento sísmico. Con la inclusión del momento sísmico, se establecieron las bases para predecir los movimientos del terreno, particularmente a altas frecuencias donde la distribución espacio – temporal del deslizamiento de la falla es complejo; es así como la forma y amplitud del espectro de fuente se puede considerar como una función del tamaño del sismo, si se considera una caída de esfuerzos constante. El escalamiento del espectro de una magnitud a otra se realiza estableciendo la dependencia de la frecuencia de esquina f_0 con el momento sísmico. Aki (1967) reconoció que asumir un criterio de similitud en la fuente sísmica implicaba que esto podía ser relacionado con la caída de esfuerzo ($\Delta\sigma$).

Se desarrolló la solución matemática del espectro de fuente de Brune (1970) para campo cercano y lejano, con el fin de mostrar la transformada de Fourier de la función de desplazamiento y obtener tanto el espectro de amplitud como el espectro de fase de esta función. Al final del artículo, en un anexo, se presenta la solución detallada para la

obtención del espectro empírico de fase a partir de espectros empíricos de amplitud. A continuación se muestran solo los aspectos relevantes de la deducción.

Si el desplazamiento del terreno para campo cercano está dado por la ecuación (5) y luego se calcula su transformada de Fourier, se obtiene la señal en el dominio de la frecuencia, la ecuación (6).

$$u(x = 0, t) = (\sigma/\mu)\beta\tau(1 - e^{-t/\tau}) \quad (5)$$

$$F\{u(x = 0, t)\} = \frac{1}{\omega}(\sigma/\mu)\beta\tau \left[\frac{\tau\omega + i}{\tau^2\omega^2 + 1} \right] \quad (6)$$

De esta transformada de Fourier se puede separar la parte real y la parte imaginaria. Sustituyendo la parte real (*Re*) y la parte imaginaria (*Im*) de la transformada de Fourier en las ecuaciones (1) y (2) se calcula tanto el espectro de amplitud como el espectro de fase de la función.

$$U(\omega) = \frac{\sigma}{\mu} \cdot \frac{\beta}{\omega} \cdot \frac{1}{\sqrt{\omega^2 + \tau^{-2}}} \quad (7)$$

$$\phi(\omega) = \text{Tan}^{-1} \left(\frac{1}{\tau\omega} \right) \quad (8)$$

La ecuación (7) satisface la solución para el espectro radiado de fuente en amplitud para campo cercano (Brune, 1970).

Para el campo lejano, la función de desplazamiento está dada por la ecuación (9). Si de manera análoga a la solución anterior se calcula su transformada de Fourier, se obtiene la ecuación (10).

$$u = f \cdot (r/R) \cdot (\sigma/\mu) \cdot \beta \cdot t \cdot (e^{-\alpha t}) \quad (9)$$

Se plantea y se soluciona la transformada de Fourier para la función de desplazamiento:

$$F\{u\} = f \cdot (r/R) \cdot (\sigma/\mu) \cdot \beta \cdot \frac{(\alpha - i\omega)^2}{(\alpha^2 + \omega^2)^2} \quad (10)$$

De esta transformada de Fourier se puede separar la parte real y la parte imaginaria, y junto con las ecuaciones (1) y (2) se puede también obtener el espectro de amplitud y el espectro de fase para campo lejano.

$$U(\omega) = f \cdot \frac{r}{R} \cdot \frac{\sigma}{\mu} \cdot \beta \cdot \frac{1}{\alpha^2 + \omega^2} \quad (11)$$

$$\phi(\omega) = \text{Tan}^{-1} \left(\frac{\omega^2 - \alpha^2}{2 \cdot \alpha \cdot \omega} \right) \quad (12)$$

La ecuación (11) también satisface la solución para el espectro radiado de fuente de campo lejano (Brune, 1970).

Ya que $\alpha = 2\pi f_c$ y $\omega = 2\pi f$, al reemplazar en la ecuación (12) resulta la siguiente expresión:

$$\phi(\omega) = \text{Tan}^{-1} \left(\frac{(f)^2 - (f_c)^2}{2 \cdot (f_c) \cdot (f)} \right) \quad (13)$$

Con la ecuación (13) se puede calcular espectro de fase de la fuente tanto del sismo semilla como del sismo objetivo de la simulación, con la condición que el escalamiento sea pequeño (incremento de magnitud no superior a $M_w = 1.0$) ya que para pequeñas variaciones de la magnitud una fase en particular del sismo se mantiene constante dado que la trayectoria de la onda se puede considerar igual tanto para el sismo grande (sismo objetivo) como para el sismo pequeño (sismo semilla).

Se puede obtener la fase completa de un sismo objetivo a partir de un sismo semilla (sin exceder un orden de magnitud), removiendo la fase de la fuente del sismo semilla, calculando la fase del sismo objetivo que es función del momento sísmico y adicionándole los efectos de la trayectoria del sismo semilla. Posteriormente, la fase y la amplitud se convolucionan para obtener la señal con las características de magnitud deseada (sismo escalado tanto en ordenadas espectrales como en duración).

El procedimiento de análisis del espectro de amplitud de fuente consistió en ajustar los parámetros libres del espectro de amplitudes de Fourier tal como es descrito en Gallego (2000). Se observa que el efecto de los parámetros libres tales como densidad (ρ) en gr/cm^3 , velocidad de onda cortante (β) en km/s y patrón de radiación ($R\theta\phi$), es el mismo (los tres son constantes de proporcionalidad); por esta razón se fijan los dos primeros parámetros y se deja libre el tercero (Aldana y Rodríguez, 2006). En las ecuaciones (14) y (15) se presentan estos modelos, expresados en forma explícita, según se ilustran en Gallego (2000) (véase la Figura 2).

Si $I < R_x$

$$(A(f))^2 = 4R\theta\phi^2 \cdot C^2 \cdot (M_o f_c^2)^2 \cdot \frac{e^{\left(\frac{-2\pi(k_1 + \frac{R}{Q_1})}{(r_o)^2}\right)}}{(r_o)^2} \cdot \left[E1(\alpha \cdot R_o) - E1\left[\alpha \cdot \sqrt{(r_o)^2 + (R_o)^2}\right] \right] \quad (14)$$

Si $R > R_x$

$$A(f, R) = \sqrt{2} \cdot R\theta\phi \cdot C \cdot \frac{M_o f_c^2}{1 + \left(\frac{f}{f_c}\right)^2} \cdot \frac{e^{\left(\frac{-\pi f R}{\beta Q_0 f_c^2}\right)}}{\sqrt{R \cdot R_x}} \cdot e^{\left(\frac{-\pi(k_1 + \frac{R}{Q_1})}{f}\right)} \quad (15)$$

Register for free at <https://www.scipedia.com> to download the version without the watermark

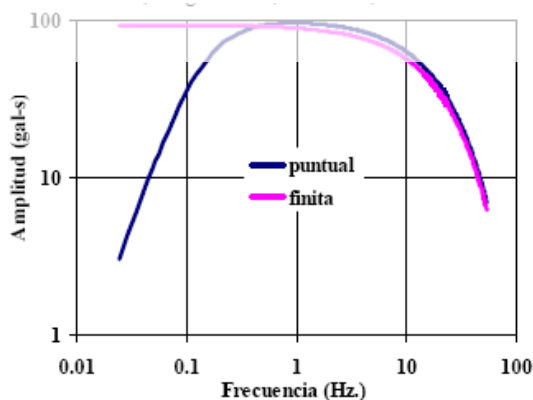


Figura 2: Modelos de EAF para fuente puntual (representando campo lejano) y fuente finita (representando campo cercano) para una magnitud y distancia dada. Adaptado de Boore (2003).

En las ecuaciones (14) y (15), R_x es la distancia que diferencia el campo cercano del lejano y está dada como 5 veces el radio de la falla circular equivalente (en km), f es frecuencia en Hz, R es la distancia hipocentral de la estación a la fuente en km, $R\theta\phi$ es el patrón de radiación (calibrado en el trabajo de Aldana y Rodríguez (2006)), ρ es la densidad de la roca en la región focal (2.8 g/cm^3 para zona cortical y 3.3 g/cm^3 para zona subducción) y β es la velocidad de onda cortante en la región focal (3.5 km/s para zona cortical y 4.68 km/s para zona subducción, Ingeominas 1993). Los parámetros calibrados por Aldana y Rodríguez (2006) también incluyen Q_0 , que es el factor

de calidad Q para 1.0 Hz, Q_1 , que es el factor de calidad Q geotécnico del sitio específico, κ_1 , que representa el decaimiento espectral como función de la frecuencia y ε es una constante obtenida por regresión que se debe ajustar de acuerdo a la zona sísmica de estudio. En la Tabla 1 se resumen los resultados de la calibración de los parámetros para cada caso analizado.

El valor escalar del momento sísmico M_o se puede calcular basado en la magnitud M_w tal como se aprecia en la ecuación (16). Debido a que los sismos registrados por la red de acelerógrafos de Colombia están reportados en magnitud M_1 , se utilizaron las correlaciones de magnitud M_1 y magnitud M_b reportadas por el USGS y las derivadas de Ojeda y Martínez (1998); adicionalmente, algunos de los sismos registrados por la red de acelerógrafos son reportados en magnitud M_w en la página Web de NEIC (“National Earthquake Information Center”).

$$M_o = 10^{(1.5 \times (M_w + 10.73))} \quad (16)$$

Tabla 1: Parámetros calibrados para cada caso analizado. Tomado de Aldana y Rodríguez (2006).

ZONA	Q_1	ε	Q_0	$R0\phi$	κ_1
Activa	1754.23	1.37	231.59	0.60	0.0148
Subducción	2447.74	1.44	255.70	0.59	0.0150

SCIPEDIA

Para la simulación de señales con funciones empíricas de fase se seleccionaron sismos semillas consistentes con las características tectónicas de la región para ser escaladas (modificadas para representar un sismo de mayor magnitud). Las señales del sismo de Calima y del Pacífico fueron registradas en la estación de Calarcá (Quindío), mientras que el sismo del Quindío fue registrado en la estación Bocatoma (Pereira); estas señales serán denominadas en el documento de aquí en adelante CAL, PCF y QND respectivamente. Estos registros se seleccionaron porque fueron obtenidos de acelerógrafos ubicados en roca. En la Tabla 2 se presenta un resumen de los sismos y sus respectivas señales, las cuales se seleccionaron como semillas.

Tabla 2: Parámetros calibrados para cada caso analizado. Tomado de Aldana y Rodríguez (2006).

Sismo semilla	Nombre	M _w sismo semilla	Distancia epicentral (km)	Profundidad (km)	M _w sismo objetivo (simulación)
Sismo de Calima Febrero 8 - 1995	CAL	6.4	129.76	102	6.8
Sismo del Quindío Enero 25 - 1999	QND	6.2	37.65	18.6	6.9
Sismo del Pacífico Noviembre 15 - 2004	PCF	7.2	170.30	24.4	7.7

Para la función temporal de la fuente, la duración de la ruptura en la fuente está dada por $1/f_0$ (Atkinson y Boore, 1995), donde f_0 es la frecuencia de esquina. El tiempo total se calcula sumándole a este tiempo el tiempo de propagación de onda. En este trabajo se utilizaron las ecuaciones calibradas por Aldana y Rodríguez (2006) para válidas para la región de Eje Cafetero a partir de un modelo trilineal como el presentado por Atkinson y Boore (1995):

La duración total del movimiento fuerte estimada para cada señal es la siguiente:

$H \geq 10$ y $H \leq 100$:

$$t = -1.16222 + 0.11622H + \frac{1}{f_o} \quad (18)$$

$H > 100$ y $H \leq 200$:

$$t = 11.12 - 0.066H + \frac{1}{f_o} \quad (19)$$

$H > 200$:

$$t = -3.02667 + 0.06413H + \frac{1}{f_o} \quad (20)$$

donde H es la distancia hipocentral (en km) y t es el tiempo de duración (en s)

Con los parámetros calibrados del EAF para las fallas activas y zona de subducción (Tabla 1) se puede simular la forma del espectro para cada señal en función de la magnitud de momento del sismo objetivo. Las fases de cada una de las señales semillas se calculan a partir de la ecuación (2) y a estas se resta la fase de la fuente que se obtiene con la ecuación (13); de esta manera se calcula la fase de la trayectoria del sismo.

El espectro de fase de la fuente para el sismo objetivo es calculado con la ecuación (13), y a este se le suma la fase de la trayectoria ya obtenida, logrando de esta manera la fase completa del sismo objetivo. Posteriormente, el espectro de fase así obtenido se convoluciona con el espectro de amplitudes calculado con el modelo de fuente calibrado. Finalmente se genera una señal escalada.

A continuación se presentan las señales simuladas en este trabajo, comparadas con las señales semillas que se seleccionaron en la Tabla 2. Las señales que se presentan corresponden a la ventana de la onda S de cada sismo simulado, ya que, por contener aproximadamente el 95 % de la energía del sismo, es la de principal interés para aplicaciones en ingeniería.

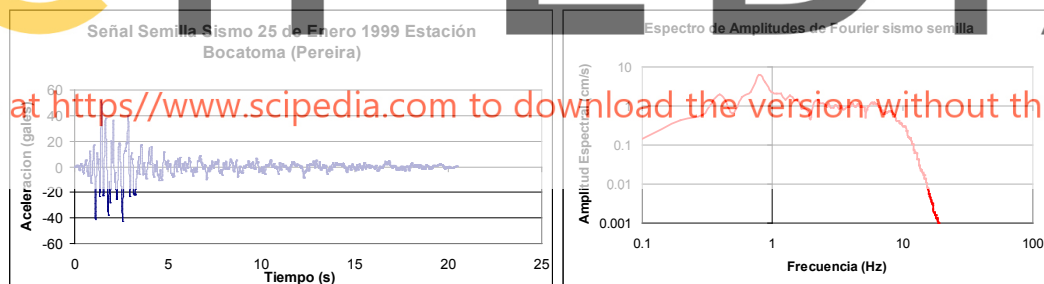


Figura 3: Registro QND; $M_w = 6.2$, $R = 42$ km.

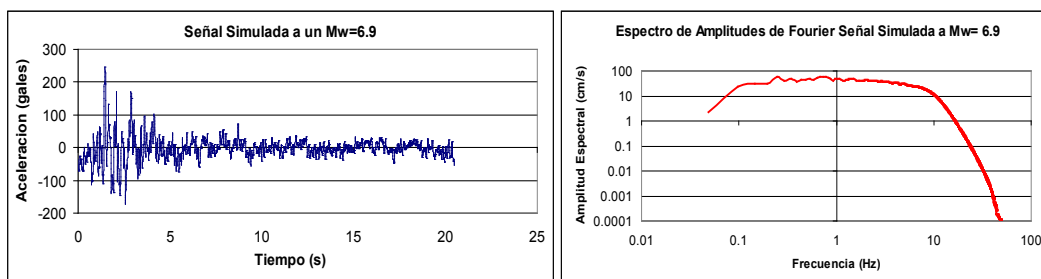


Figura 4: Señal simulada usando como semilla el registro QND para $M_w = 6.9$, $R = 42$ km.

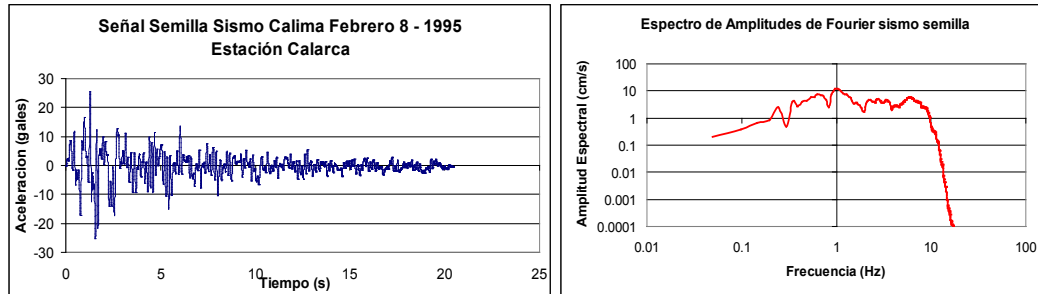


Figura 5: Registro CAL; $M_w = 6.4$, $R = 165.05$ km.

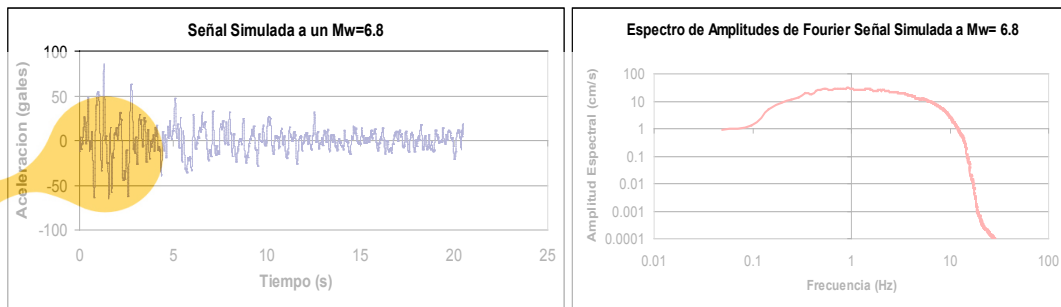


Figura 6: Señal simulada usando como semilla el registro CAL para $M_w = 6.8$, $R = 165.05$ km.



Figura 7: Registro PCF; $M_w = 7.2$, $R = 104$ km.

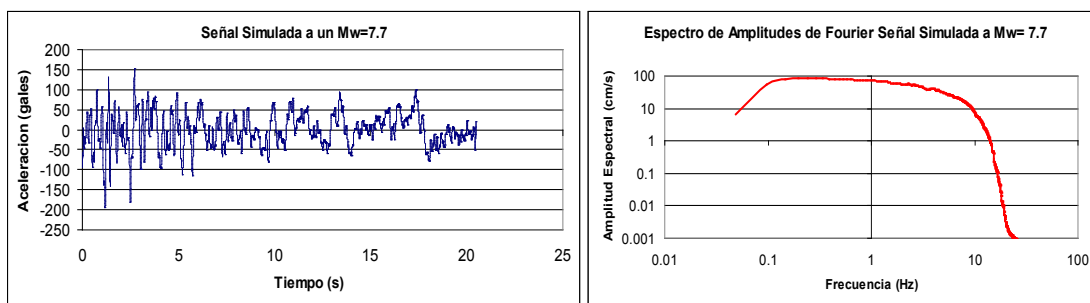


Figura 8: Señal simulada usando como semilla el registro PCF para $M_w=7.7$, $R=104$ Km.

Con el objetivo de realizar comparaciones con la metodología propuesta en este trabajo, se simularon estas señales por medio otros dos métodos: Funciones Empíricas de Green (Ordaz et al, 1995) y Métodos Estocásticos con el programa SMSIMS (Boore, 2000).

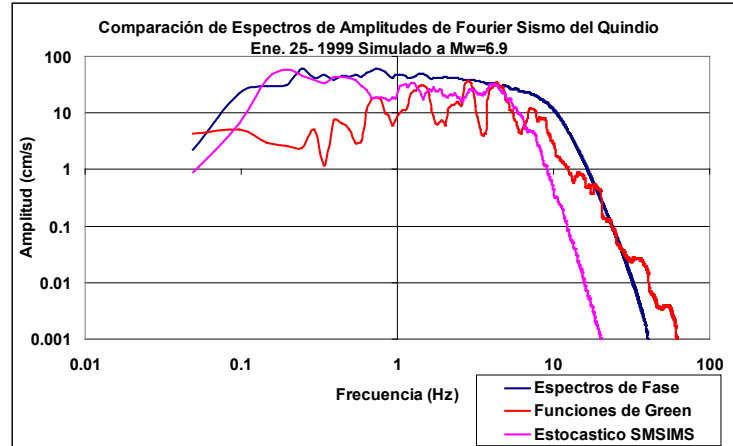


Figura 9: Comparación de Espectros de Amplitudes de Fourier del registro QND simulado para $M_w = 6.9$ por Espectros de Fase, Funciones de Green y Procesos Estocásticos.

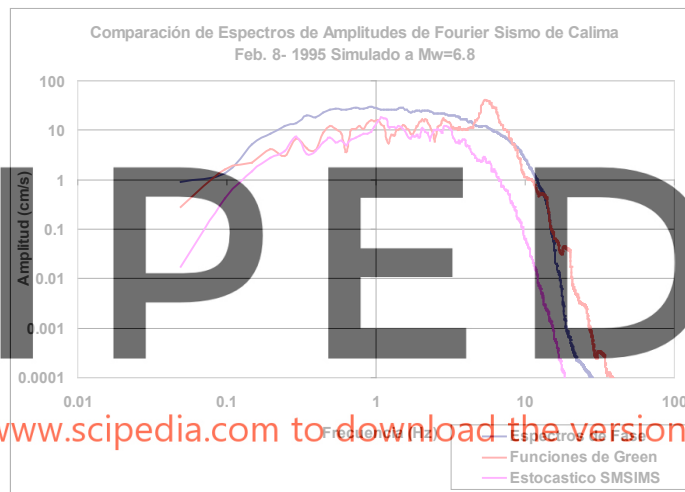


Figura 10: Comparación de Espectros de Amplitudes de Fourier del registro CAL simulado para $M_w = 6.8$ por Espectros de Fase, Funciones de Green y Procesos Estocásticos.

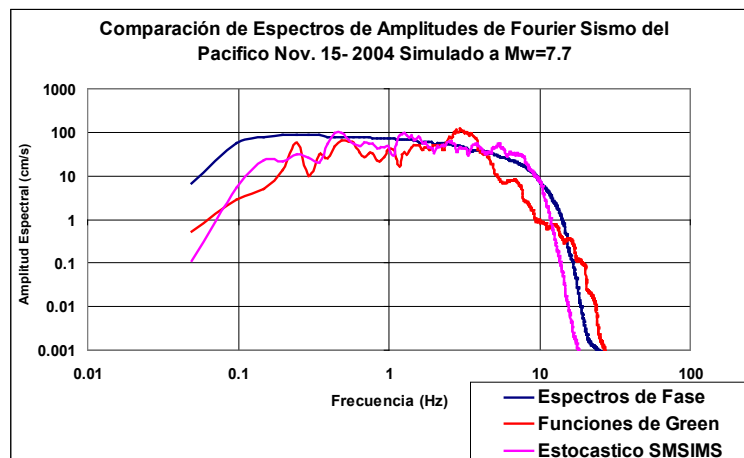


Figura 11: Comparación de Espectros de Amplitudes de Fourier del registro PCF simulado para $M_w = 7.7$ por Espectros de Fase, Funciones de Green y Procesos Estocásticos.

CONCLUSIONES

Los registros de los sismos de Calima, del Pacífico y del Quindío (CAL, PCF, QND) se escalaron para representar señales resultantes de sismos de mayor magnitud localizados a igual distancia epicentral. Los incrementos en magnitud fueron inferiores a 0.4, 0.5, y 0.7 unidades de magnitud M_w para CAL, PCF y QND respectivamente. Esto está dentro de los límites aceptables ($\Delta M_w \leq 1.0$) para que los sismos objetivos mantengan las características esenciales de las fuentes que los generaron y estas características se pueda representar tanto con el espectro de amplitudes de fuente como con el espectro de fase.

Las señales obtenidas representan la componente del movimiento fuerte (ventana de la onda S) de los sismos. Estas señales fueron obtenidas a partir de modelos sismológicos analíticamente consistentes, y sus usos son principalmente ingenieriles; las aplicaciones más comunes para este caso serían la obtención de respuesta sísmica de suelos para estudios de microzonificación, la generación de escenarios de riesgo sísmico y para análisis dinámico detallado en el tiempo de edificios (“time-history analysis”).

Las señales simuladas con espectros empíricos de fase presentan escalamiento en los valores de aceleración y al comparar los espectros de amplitudes de Fourier para cada señal simulada, se puede observar el cambio en la amplitud espectral y el aumento en la duración de la señal. El corrimiento de la frecuencia de esquina para cada sismo simulado, aunque presente, no es tan obvio debido a que los incrementos en magnitud de los sismos escalados con respecto a los sismos semilla fueron moderados. Esta característica es más notoria cuando el aumento en escala es de un orden de magnitud ($\Delta M_w = 1.0$).

Al realizar las comparaciones de cada una de las señales obtenidas en el dominio de Fourier con cada una de las dos metodologías aceptadas para confrontar los resultados obtenidos con espectros de fase, se encontró similitud general en la envolvente de energía (amplitud espectral) de las señales obtenidas. Es importante aclarar que mediante el método que usa funciones de Green se modela la señal completa, es decir tanto las ondas P como las ondas S, mientras que para la metodología presentada aquí (espectros de fase) y el método estocástico se modela solo la parte fuerte del movimiento (onda S), lo que puede reflejar algunas diferencias menores.

Los valores que se presentan para los parámetros libres del EAF son ajustados para el ambiente tectónico Colombiano. Al hacer uso de estos, se debe tener en cuenta que los parámetros obtenidos corresponden a dos ambientes tectónicos: fallas corticales (ceranas y lejanas) y la zona de subducción. La limitación que puede presentar el método de espectros empíricos de fase es similar al que presentan las funciones empíricas de Green, ya que estos métodos parten de señales de sismos semillas registrados cuya distancia hipocentral sea similar. Además, al escalar el sismo, el sismo objetivo no debe superar en más de un orden de magnitud al sismo semilla. Si no se tiene una señal semilla que cumpla estas características, además de un estudio de amenaza sísmica que valide la similitud del ambiente tectónico, el método no se puede aplicar.

AGRADECIMIENTOS

Al Grupo Quimbaya adscrito al Centro de Estudios e Investigaciones de la Facultad de Ingeniería (CEIFI) de la Universidad del Quindío, así como al Observatorio Sismológico de la Universidad del Quindío.

Este trabajo se realizó gracias al apoyo y financiación de la Universidad del Quindío y el Departamento Administrativo de Ciencia, Tecnología e Innovación COLCIENCIAS, en el marco del proyecto Jóvenes Investigadores e Innovadores 2006.

REFERENCIAS

- Aki, K. (1967). “Scaling law of seismic spectrum”, *Journal of Geophysical Research*, Vol. 72, pp. 1217-1231.
- Aki, K. y Richards, P.G. (1980). *Quantitative Seismology: Theory and Methods*, W.H. Freeman, San Francisco, California.

- Aldana, J.C. y Rodríguez, A. (2006). “Espectros de respuesta elásticos de desplazamiento para la ciudad de Armenia, apropiados para el diseño sísmico basado directamente en desplazamientos (DBDD)”, Trabajo de grado, Departamento de Ingeniería Civil, Universidad del Quindío, Armenia, Quindío, Colombia.
- Atkinson, G.M. y Boore, D.M. (1995). “Ground motion relations for eastern North America”, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 85, pp. 17–30.
- Boore, D.M. (1983). “Stochastic simulation of high-frequency ground motion based on seismological models of radiated spectra”, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 73, pp. 1865-1884.
- Boore, D.M. y Boatwright, J. (1984). “Average body wave radiation coefficients”, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 74, pp. 1615-1621.
- Boore, D.M. (2003). “Simulation of ground motion using the stochastic method”, *Journal of Pure and Applied Geophysics*, Vol. 160, pp. 635-676.
- Brune, J. N. (1970). “Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes”, *Journal of Geophysical Research*, Vol. 75, No. 26, pp. 4997-5009.
- Brune, J. N. (1971). “Correction”, *Journal of Geophysical Research*, Vol. 76, No. 20, pp. 5002.
- Castro R. R. (1998). “An empirical model for estimating horizontal acceleration Fourier Spectra for the Imperial-Mexicali Valley region”, *Revista Geofísica Internacional*, Vol. 30, No. 1.
- Gallego, M. (2000), “Estimación de riesgo sísmico en la República de Colombia”; Tesis de Maestría, Departamento de Ingeniería Civil, Universidad Nacional Autónoma de México, México, D.F.
- Gautschi, W. y Cahill, W.F. (1965). *Exponential Integral and Related Functions*, in: *Handbook of Mathematical Functions*, Abramowitz, M. y Stegun, I.A., Editors, Dover Publications, New York.
- Haskell, N.A. (1966). “Total energy and energy spectral density of elastic wave radiation from propagating faults, II. A stochastic fault model”, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 56, pp. 125-140.
- Herrmann, R.B. (1985). “An extension of random vibration theory estimates of strong ground motion to large distances”, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 75, pp. 1447–1453.
- Joyner, W.B. y Boore, D.M. (1986). “On simulating large earthquakes by Green’s function addition of smaller earthquakes”, in: *Earthquake Source Mechanics*, Das, S., Boatwright, J. and Scholz, C.H., Eds., Monograph 37, American Geophysical Union, Washington, D.C.
- Kanamori, H. (1977). “The energy release in great earthquakes”, *Journal of Geophysical Research*, Vol. 82, pp. 2981-2987.
- Knopoff, L. (1958). “Energy release in earthquakes”, *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, Vol. 1, pp. 44-52.
- Marín, J.I. (2004). “Teoría de Señales”, Notas de Clase del curso de Teoría de Señales, Departamento de Ingeniería Electrónica, Universidad del Quindío, Armenia, Colombia.
- Monsalve, H. (2005). “Solución matemática a la integral exponencial de Cahill”, comunicación personal.
- Monsalve, H. y Vargas, C.A. (2002). “El sismo de Armenia, Colombia ($M_w = 6.2$) del 25 de enero de 1999”, *Revista Geofísica, Instituto Panamericano de Geografía e Historia*, No. 57, pp. 21-57.
- Ordaz, M., Arboleda, J. y Singh, S. (1995). “A scheme of random summation of an empirical Green’s Function to estimate ground motions from future large earthquakes”, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 85, No. 6, pp. 1635-1647.

- Orowan, E. (1960). "Mechanism of seismic faulting", in: *Rock Deformation (A Symposium)*, Geological Society of America (GSA) Memoirs 79, pp. 323-345.
- Richter, C.F y Gutenberg, B. (1956). "Earthquake magnitude, intensity, energy and acceleration", *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 46, No. 2, pp. 105-145.
- Sawada, S., Morikawa, H., Toki, K. y Yokoyama, K. (2000). "Identification of path and local site effects on phase spectrum of seismic ground motion", *Proceedings of the 12th World Conference on Earthquake Engineering*, Auckland, New Zealand.
- Steketee, J.A. (1958). "Some geophysical applications of the elasticity theory of dislocations", *Canadian Journal of Physics*, Vol. 36, pp. 1168-1198.
- Singh, S.K., Ordaz, M., Anderson, J.G., Rodriguez, M., Quaas, R., Mena, E., Ottaviani, M. y Almora, D. (1989). "Analysis of near source strong ground motion recording along the Mexican subduction zone", *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 79, pp. 1697-1717.
- Trifunac, M.D. y Lee, V.W. (1989). "Empirical models for scaling Fourier amplitude spectra of strong ground acceleration in terms of earthquake magnitude, source to station distance, site intensity and recording site conditions", *Journal of Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, Vol. 8, No. 3, pp. 110-125.
- Udias, A. (1989). "Parámetros del foco de los terremotos", *Revista Física de la Tierra*, No. 1, Universidad Complutense de Madrid, pp. 87-104.
- Wennerberg, L. (1990). "Stochastic summation of empirical Green's functions", *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 80, pp. 1418-1432.

ANEXO: DEDUCCIÓN DETALLADA DE LOS ESPECTROS DE FASE EMPÍRICOS

Cálculo general de la amplitud del Espectro de Fourier (EF):

$$\Omega(\omega) = \sqrt{Re^2 + Im^2} \quad (1)$$

Cálculo general de la fase del EF:

$$\phi(\omega) = \tan^{-1} \left(\frac{Im}{Re} \right) \quad (2)$$

El desplazamiento para campo cercano está dado por:

$$u(x = 0, t) = (\sigma/\mu)\beta\tau(1 - e^{-t/\tau}) \quad (5)$$

donde,

$$k = (\sigma/\mu)\beta\tau \quad (6)$$

La transformada de Fourier de la función u es:

$$F\{u(x = 0, t)\} = F\{k(1 - e^{-t/\tau})\} \quad (7)$$

Y se obtiene:

$$F\{u(x = 0, t)\} = k \int_0^\infty e^{-i\omega t} (1 - e^{-t/\tau}) dt \quad (8)$$

Resolviendo esta integral de resulta:

$$F\{u(x=0, t)\} = k \left[-\frac{1}{i\omega} e^{-i\omega t} + \frac{1}{\tau^{-1} + i\omega} e^{-t(\tau^{-1} + i\omega)} \right]_0^\infty \quad (9)$$

Reemplazando los límites de integración se obtiene:

$$F\{u(x=0, t)\} = k \left[\frac{1}{i\omega} - \frac{1}{\tau^{-1} + i\omega} \right] \quad (10)$$

Solucionando algebraicamente y racionalizando:

$$F\{u(x=0, t)\} = \frac{k}{\omega} \left[\frac{\tau\omega + i}{\tau^2\omega^2 + 1} \right] \quad (11)$$

De esta transformada de Fourier se puede separar en parte real y parte imaginaria

Parte Real:

$$Re|F\{u(x=0, t)\}| = \frac{k}{\omega(\tau^2\omega^2 + 1)} (\tau\omega) \quad (12)$$

Parte Imaginaria:

$$Im|F\{u(x=0, t)\}| = \frac{k}{\omega(\tau^2\omega^2 + 1)} (1)i \quad (13)$$

Remplazando (12) y (13) en (1) se puede calcular el espectro de amplitud para campo cercano.

$$U(\omega) = \sqrt{\left(\frac{k}{\omega(\tau^2\omega^2 + 1)} (\tau\omega) \right)^2 + \left(\frac{k}{\omega(\tau^2\omega^2 + 1)} (1) \right)^2} \quad (14)$$

Sustituyendo el valor de k de la ecuación (6) en (14) y realizando las operaciones algebraicas se tiene:

$$U(\omega) = \frac{\sigma}{\mu} \cdot \frac{\beta}{\omega} \cdot \frac{1}{\sqrt{\omega^2 + \tau^{-2}}} \quad (15)$$

Remplazando las ecuaciones (12) y (13) en (2) se puede calcular el espectro de fase para campo cercano.

$$\phi(\omega) = \tan^{-1} \left(\frac{\frac{k}{\omega(\tau^2\omega^2 + 1)} (1)}{\frac{k}{\omega(\tau^2\omega^2 + 1)} (\tau\omega)} \right) \quad (16 a)$$

$$\phi(\omega) = \tan^{-1} \left(\frac{1}{\tau\omega} \right) \quad (16 b)$$

Para el campo lejano, la función de desplazamiento está dada por:

$$u = f \cdot (r/R) \cdot (\sigma/\mu) \cdot \beta \cdot t \cdot (e^{-\alpha t}) \quad (17)$$

donde,

$$W = f \cdot (r/R) \cdot (\sigma/\mu) \cdot \beta \quad (18)$$

Se plantea la transformada de Fourier para la función de desplazamiento:

$$F\{u\} = F\{W(t \cdot e^{-\alpha t})\} \quad (19)$$

Y se tiene:

$$F\{u\} = W \int_0^{\infty} t \cdot e^{-\alpha t} \cdot e^{-i\omega t} dt \quad (20)$$

La cual da como resultado:

$$F\{u\} = W \cdot [t \cdot (\alpha + i\omega) + 1] \frac{e^{-t(\alpha+i\omega)}}{(\alpha+i\omega)^2} \Big|_0^{\infty} \quad (21)$$

Evalutando los límites de integración y racionalizando la expresión se obtiene:

$$F\{u\} = W \frac{(\alpha-i\omega)^2}{(\alpha^2+\omega^2)^2} \quad (22)$$

De esta transformada de Fourier se puede separar la parte real y la parte imaginaria

Parte real:

$$Re\{u\} = \frac{W}{(\omega^2+\alpha^2)^2} (\alpha^2 - \omega^2) \quad (23)$$

Parte imaginaria:

$$Im\{u\} = \frac{W}{(\omega^2+\alpha^2)^2} (-2\alpha\omega)i \quad (24)$$

Remplazando las ecuaciones (23) y (24) en (1) se obtiene el espectro de amplitudes para campo lejano.

$$U(\omega) = \frac{W}{(\alpha^2+\omega^2)^2} \sqrt{(\alpha^2 - \omega^2)^2 + (4 \cdot \alpha^2 \cdot \omega^2)} \quad (25)$$

Sustituyendo el valor de W de la ecuación (18) en la (25) y simplificando se obtiene:

$$U(\omega) = f \frac{r}{R} \cdot \frac{\sigma}{\mu} \cdot \beta \cdot \frac{1}{\alpha^2+\omega^2} \quad (26)$$

La ecuación (26) satisface la ecuación presentada por Brune (Brune, 1970) para el espectro radiado de fuente de campo lejano.

Remplazando las ecuaciones (23) y (24) en (2) se obtiene el espectro de fase para campo lejano.

$$\phi(\omega) = Tan^{-1} \left(\frac{\frac{W}{(\omega^2+\alpha^2)}(\alpha^2-\omega^2)}{\frac{W}{(\omega^2+\alpha^2)}(-2\alpha\omega)} \right) \quad (27 a)$$

$$\phi(\omega) = Tan^{-1} \left(\frac{2 \cdot \alpha \cdot \omega}{\omega^2 - \alpha^2} \right) \quad (27 b)$$

Ya que $\alpha = 2\pi f_c$ y $\omega = 2\pi f$, al remplazar en las ecuaciones (27^a) y (27b) resulta la siguiente expresión:

$$\phi(\omega) = Tan^{-1} \left(\frac{2 \cdot (2\pi f_c) \cdot (2\pi f)}{(2\pi f)^2 - (2\pi f_c)^2} \right) = Tan^{-1} \left(\frac{2 \cdot (f_c) \cdot (f)}{(f)^2 - (f_c)^2} \right) \quad (28)$$

Si $R < R_x$

$$(A(f))^2 = 4R\theta\phi^2 \cdot C^2 \cdot (M_o f_c^2)^2 \cdot \frac{e^{\left(-2\pi\left(k_1 + \frac{R}{Q_1}\right)\right)}}{(r_o)^2} \cdot \left[E1(\alpha \cdot R_o) - E1[\alpha \cdot \sqrt{(r_o)^2 + (R_o)^2}] \right] \quad (29)$$

Si $R > R_x$

$$A(f, R) = \sqrt{2} \cdot R \theta \phi \cdot C \cdot \frac{M_o f^2}{1 + \left(\frac{f}{f_c}\right)^2} \cdot \frac{e^{\left(\frac{-\pi f R}{\beta Q_o f^k}\right)}}{\sqrt{R \cdot R_x}} \cdot e^{\left(-\pi \left(k_1 + \frac{R}{Q_1}\right) f\right)} \quad (30)$$